

气象科学技术集刊

(季风论文专集)

国家气象局气象科学研究院 编

10

气象出版社

气象科学技术集刊

(季风论文专集)

国家气象局气象科学研究院编

10

气象出版社

内 容 简 介

本集刊选编了全国第三次季风学术讨论会上交流的23篇论文。主要内容有：季风气候、季风环流的季节变化和夏季风的长期预报、夏季风的中期振荡、夏季风活动时期的天气系统，以及夏季风的理论研究。

本集刊可供气象科研、科技人员和气象院校师生，以及水利、海洋部门的科技工作者参考。

气象科学技术集刊(10)

国家气象局气象科学研究院编

责任编辑 张淑萍

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京燕华营印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经售

开本：787×1092 1/16 印张：7.5 字数：192千字

1987年5月第一版 1987年5月第一次印刷

印数：1—2500

统一书号：13194·0406 定价：1.80元

前 言

1984年11月9—15日，季风研究协作组在苏州市召开第三次学术讨论会。季风研究协作组于1980年在国家气象局支持下成立，1981和1982年曾召开过两次季风学术讨论会，并出版了会议文集。

在这次会议上交流了48篇论文。主要包括五个方面：季风气候、季风环流的季节变化和夏季风的长期预报、夏季风的中期振荡、夏季风活动时期的天气系统，以及夏季风的理论研究。这些论文的研究深度比过去两次会议上的论文都有提高，在数值试验方面也取得了新的进展。我们从中选用23篇在本集刊上发表，以替代学术会议论文集。

在编辑过程中，曾得到陶诗言先生的指导和帮助，特此致谢。

编 者

一九八五年五月

目 录

东亚夏季风的强度变化与行星环流联系的可能机制	郭其蕴 (1)
高纬度冰雪覆盖对行星季风影响的数值试验	赵 漆、张家诚 (8)
季风异常年西北太平洋海-气界面热交换特征分析	陈永申、李克让、司有元 (17)
我国东部地区夏季风雨带进退规律的进一步研究	林之光 (24)
影响我国东南季风的初步研究	彭金泉、黄佩玲、梁必骥、朱领风、包澄澜 (32)
北印度洋和南海海温异常与季风环流及长江中下游梅雨期旱涝关系的探讨	罗绍华、金祖辉 (41)
南海季风和印度季风对长江中下游暴雨过程的影响	程庚福、姚天乐、李玉琴 (51)
东半球低纬环流变异与梅雨期旱涝的初步联系	陆菊中、林春育 (60)
强弱季风年的诊断分析	林学椿 (70)
夏季西南季风的强度变异对长江中下游旱涝的影响及其预报	王裁云 (81)
青藏高原的感热输送对亚洲季风环流建立的影响	罗会邦 (89)
东亚夏季风建立过程中大气热源结构及其与热带环流的关系	罗建华、罗会邦 (103)
亚洲对流层高层季风建立的中期过程	尤丽钰、沈如桂 (115)
亚洲夏季风环流建立过程及其角动量输送变化	沈如桂、黄 伟、王力平 (123)
西亚高压季节性位移及其对我国东部地区雨带的影响	朱文妹、楼光平、赵 卫、董 敏 (131)
1979年夏季南海北部地区大气加热场和各分量的中期振荡特征	李维亮、钟名森 (137)
季风建立期间中纬度阻塞形势对季风发展的影响	赵景霞、王安宇、高由禧 (148)
非绝热加热作用对印度西南季风中断活跃转变过程影响的数值试验	李 俊、瞿 章、王安宇、高由禧 (163)
南海夏季风活动对非均匀加热的灵敏性试验	谢立安、朱乾根 (174)
40—50天周期振荡的能量平衡	何金海、T.Murakami、T.Nakazawa (185)
一次ITCZ内强季风槽过程的能量学研究	江敦春、包澄澜、陆森娥 (196)
西南涡的合成分析	李景文、包澄澜、许 尧、程正欣 (210)
南海地区主要季风天气系统及其与华南降水的关系	容广坝、王荫桐、彭 洪、薛惠炯 (221)

东亚夏季风的强度变化与行星环流 联系的可能机制

郭其蕴

(中国科学院地理研究所)

提 要

本文利用1951—1980年逐年全球(50°S—60°N)海平面气压图,研究了东亚夏季风强度变化与全球大气环流的关系。发现夏季风强度的变化与四个地区的气压关系密切,这四个地区是亚欧非大陆、北美大陆、北大西洋的近赤道地区,以及南半球印度洋上的副热带地区。对行星环流与东亚夏季风强弱变化联系机制的研究表明,东亚季风与南半球的联系是通过季风经圈环流而与北半球环流联系的,可能与超长波的变化有密切关系。

一、引 言

作者在文献[1]中,曾根据海陆热力差异是季风形成的根本原因这一基本概念,利用月平均海平面气压图上海陆气压差的变化定义了东亚夏季风强度指数,研究了这个指数的变化。发现东亚夏季风强度不但年与年之间存在差异,而且还存在阶段性变化。1951—1980年这段时期,可以明显的划分为三个阶段,即1951—1959年为正常季风阶段,1960—1966年为强夏季风阶段,1967—1980年为弱夏季风阶段。特别是80年代中期变化非常突出,可作为夏季风由强到弱的转折时期。

在本文中,我们将探讨当夏季风强度发生变化时,广大地区环流的变化特征。试图通过对夏季风不同强弱时期大气环流变化的对比分析,研究夏季风与大气环流相互联系的机制,这将有助于了解夏季风强度变化的原因和物理过程。我们首先计算了1951—1980年夏季风强度指数与6—8月平均南北半球海平面气压场的关系,以确定哪些地区的气压变化与东亚夏季风强度的变化有关。然后研究了各个相关区与东亚夏季风相互联系的可能环流机制。

二、夏季风强度指数与南北半球海平面气压场的关系

我们利用文献[1]中所定义的东亚夏季风强度指数(SMI)与6—8月平均南北半球(50°S—60°N)每10°经度和纬度格点上的海平面气压求相关(1951—1980年),结果如图1所示。从图1中看到,置信度达到0.05的相关区有四个,三个位于北半球,一个位于南半球。其中最引人注目的是北半球亚欧非大陆上的大范围负相关区,向东可延至太平洋中部,置信度达到0.01的负相关区几乎控制了整个亚欧大陆。这一特点表明,亚欧非大陆上低压的变化,对东亚夏季风的强度有重要作用,低压愈深,东亚夏季风愈强,反之,夏季风弱。这也是可以理解的,因为我们所定义的夏季风强度指数,是根据海陆气压差决定的。值得注意的是,夏季风强度与太平洋上气压的相关系数比较小。这说明东亚夏季风强度的年际变化主要决定于亚欧大陆上海平面气压的变化。特别有趣的是计算季风指数只用到东亚(110°E, 10—50°N)的气压,但季风指数却与整个大陆气压有很高的相关。这一方面说明这个指数确实有较好的代表性,另一方面也反映出几乎整个大陆气压变化的一致性,这种一致性充分说明气压变化与下垫面的状况有多么密切的关系。显然,这可能说明亚欧大陆热状况是决定东亚夏季风的

最根本的因素。

除上述负相关区外，还有三个相关大的地区，不过这些地区都不是直接决定季风指数的区域，因此它们与东亚夏季风的关系应该是遥相关。第一个遥相关区就是美洲大陆上的正相

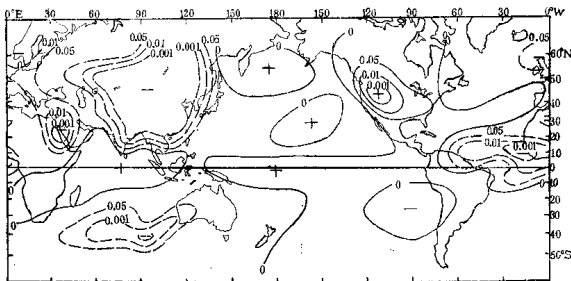


图1 SMI与6—8月平均海平面气压相关分布
(等值线为置信度，+号为正相关区，-号为负相关区)

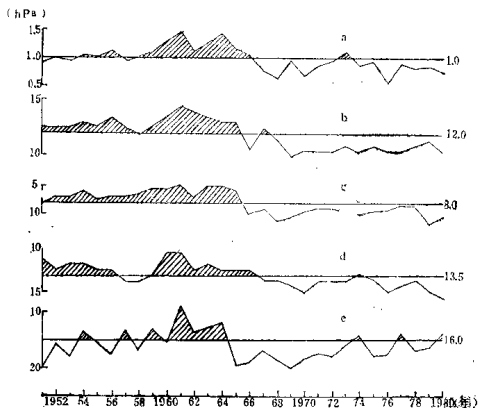


图2 夏季风强度指数及四个相关区气压的变化

- (a)夏季风强度指数 (b)亚洲大陆低压强度 (c)北美大陆气压
(d)大西洋近赤道地区气压 (e)南半球印度洋气压

注b—e各条曲线的纵坐标是气压，单位+1000hPa，横线是30年(1951—1980)平均值

关区,即东亚大陆上夏季风偏强的年,美洲大陆上的低压浅。第二个遥相关区是大西洋上的近赤道地区,大体相当于内热带辐合带,这是一个负相关区,即东亚夏季风强的年,这里的辐合带深,夏季风弱的年,辐合带弱。第三个遥相关区,在南半球,最大负相关区位于印度洋上,大致相当于印度洋副热带高压的南侧,当东亚夏季风强时,这里气压偏低,夏季风弱时,这里气压偏高。

图2是上述四个相关区(中心各取2个点)的气压以及夏季风强度指数在1951—1980年的变化,3个负相关区的气压纵坐标是反向的。从图2可以看出这几条曲线的变化趋势基本相同,它们都存在三个阶段,特别是60年代中期的转变,几条曲线都表现得很明显。但转折期不完全相同,南印度洋最早,东亚和北美大陆其次,大西洋近赤道地区最晚。

以上分析说明,东亚夏季风的强度变化,不但与东亚地区的环流有密切关系,而且还与其它地区的环流存在遥相关。

三、东亚夏季风强度变化与南北半球大气环流遥相关的可能机制

上面谈到的三个遥相关区,可能关系到不同的环流系统。一个是南北向的经向环流系统,把东亚季风与印度洋副热带地区的环流联系起来。另一个则是东西向的环流系统,把东亚季风与北美的环流联系起来。与大西洋的联系则可能比较复杂。

1. 印度洋上负相关区

根据图1相关区的分布发现,南半球的负相关区主要反映了印度洋至澳洲地区环流状况的特点。在多年平均的6—8月平均海平面气压图上,这一带是南半球的副热带高压,它在澳洲大陆西部断裂,形成东、西两个高压区,东部为一较小的闭合高压,缩居在澳洲大陆的东南部,西部的高压从南美东岸向东经南非一直到印度洋中部。源于这两个高压东北侧的东南信风,越过赤道转向后,即形成北半球的西南季风。在强夏季风年,马斯克林岛东南部是一负气压距平区,东西向的气压差增大,有利于东南信风的发展,即有利于越赤道气流向北输送。弱夏季风年,马斯克林高压东南部的的气压比常年高,对东南信风越赤道向北半球输送,不如强夏季风年有利。以上分析说明,东亚夏季风与南半球大气环流的联系,很可能是通过季风经圈环流的作用。

实际观测资料的分析^[2],以及数值实验的计算结果^[3]都证实,在亚洲季风盛行区夏季存在明显的季风经圈环流,其方向与哈得来环流相反,即低空有越赤道的向北输送,高空向南输送。它对半球之间的动量、热量和水份的交换有重要作用。从图1中的相关系数大小来看,在强、弱夏季风年时期,季风经圈环流的强弱应是不同的。但可惜我们没有逐年的季风经圈环流资料,因此只能从地面气压场来推断。为此我们选出5个强夏季风年(1960, 1961, 1962, 1963, 1964年)和5个弱夏季风年(1968, 1970, 1971, 1974, 1979年),分别求出6—8月平均海平面气压距平(图3a, b)。可以看出,强夏季风年(图3a),亚洲大陆上为大范围的负距平区,负距平中心为-3百帕,反映经圈环流的升支要加强,弱夏季风年(见图3b),亚洲大陆上为大范围的正距平区,即亚洲大陆低压比常年弱,这可能反映经圈环流的上升支亦弱。进一步分析表明,季风经圈环流上升支强的年,高层的向南输送和低层的向北输送也应加强。表1是根据[1]所划定的8个强夏季风年和9个弱夏季风年各年6—8月平均的100百帕上 10° — 20° N, 100° — 130° E范围内每10度经距之间的高度差,代表高层的北风分量。分析结果表明,强夏季风年平均高度差值大于弱夏季风年。根据分析^[4],有利于向北输送的条件,一方面是在亚洲大陆低压与其南侧之间气压差要大,另一方面要有强的越赤道气流^[5]。从图3a中可

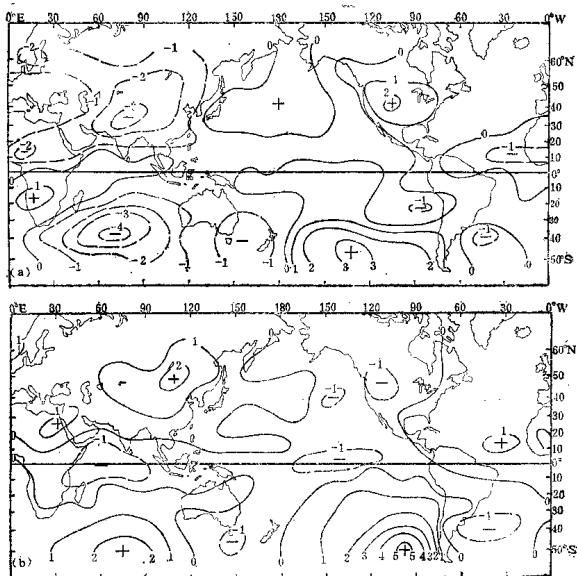


图3 (a)5个强夏季风年平均6—8月平均海平面气压距平(百帕)
(b)5个弱夏季风年平均6—8月平均海平面气压距平(百帕)

表1 各年6—8月平均100百帕东西向高度差(十位势米)

强 夏 季 风 年										弱 夏 季 风 年									
年	1956	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1973	1967	1968	1970	1971	1974	1976	1978	1979	1980		
高度差	7.0	2.7	7.7	12.3	11.3	9.0	9.0	5.0	4.3	5.0	4.0	3.3	0.3	8.7	5.7	5.7	5.0		
平均	8.0									4.7									

以看出,强夏季风年时,大陆上是负气压距平,低压南侧是正距平。这种气压场的分布说明地转风异常为西风,但地面风多穿过等压线由高压指向低压,因此异常气流应该是西南风,即夏季风强,偏南风强。弱夏季风年相反(图3b),大陆上是正气压距平,而低压南侧为负距平,因此异常气流是偏北的。至于南半球过赤道气流的变化,上面已经做了分析,与南印

度洋上的负相关区有关。可见东亚夏季风的强度变化与南印度洋上环流的联系,是通过季风经圈环流的作用。

2. 北半球东西向环流的遥相关

在文献(6)中,我们曾计算了1951—1960年平均海平面气压沿各纬圈的谐波,发现在6—8月北半球副热带和中纬度是1波占优势,1波相对振幅可占总方差的50%以上。1波槽位于亚洲大陆(约 80°E),1波脊则位于美洲大陆(约 80°W)。很明显,1波槽和脊的位置与北半球两个大陆上气压的正、负相关区是一致的。我们对强弱夏季风年海平面气压沿 40°N 纬圈的廓线分别做谐波分析。图4是6—8月平均5个强夏季风年(年代同图3a)和5个弱夏季风年(年代同图3b)平均海平面气压沿 40°N 纬圈的廓线(a),以及所分解的1波(b)和2波(c)绝对振幅沿纬圈的分布。曲线(a)上的主要波槽即亚洲大陆上的低压,次要波槽为北美大

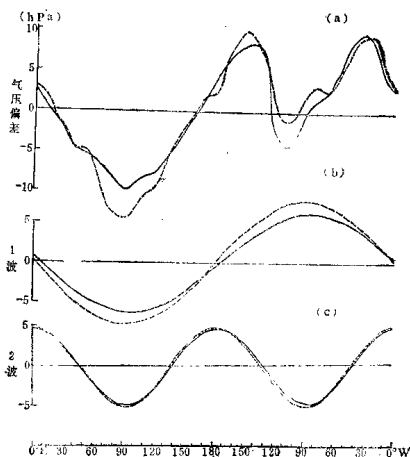


图4 (a)沿 40°N 海平面气压廓线(实线弱季风年,虚线强季风年)

(b)1波绝对振幅沿纬圈分布 (c)2波绝对振幅沿纬圈分布

陆上的低压。两个波脊分别为太平洋副热带高压和大西洋副热带高压。可见强夏季风年平均(虚线)亚洲大陆上的低压比弱夏季风年平均深,太平洋高压强,而美洲大陆上的低压弱。经过谐波分解后,无论强或弱夏季风年,1波和2波所占方差的和都在85%左右,因此图4中只给出1,2波的绝对振幅。有趣的是1波明显地反映出强夏季风年的振幅大于弱夏季风年,同时波槽恰好位于亚洲大陆,波脊位于北美大陆,而强、弱夏季风年的2波绝对振幅和位相角则

基本没有差别, 2波槽分别位于亚洲大陆和北美大陆。

上述计算结果, 证实了亚洲大陆和北美大陆上的气压相反变化, 主要受1波控制, 强夏季风年时, 1波振幅大, 亚洲大陆上是深的1波槽, 北美大陆上则为强的1波脊。弱夏季风年时, 1波振幅小, 相应的位于亚洲大陆上的1波槽也浅, 美洲大陆上的1波脊也弱。它们分别与振幅相同的2波槽叠加, 显然, 强夏季风年, 必然是亚洲大陆上的槽变深, 美洲大陆上的槽变浅。而弱夏季风年, 则是亚洲大陆上的槽变浅, 美洲大陆上的槽变深。

这一结果说明, 东西两个半球热力差异的变化, 可能是东亚夏季风强、弱变化的主要原因。

3. 东亚夏季风的强度变化与大西洋近赤道地区环流的联系

上一节指出, 大西洋近赤道的负相关区, 实际是内热带辐合带地区, 这里通常是上升气流, 即哈得来环流的上升支。下沉支位于大西洋上的副热带高压区。这个垂直经圈环流的方向与季风经圈环流正好相反, 因此各物理量的输送方向也与亚洲地区相反。从全球角度看, 各物理量的输送应处于平衡状态, 因此东西半球不同方向经圈环流的存在是必要的。同时当东半球的季风经圈环流加强时, 西半球的哈得来环流亦应加强, 反之, 哈得来环流减弱。这可以从以下两方面进行分析。一方面根据地面图分析, 当东亚是强夏季风年时, 大西洋近赤道地区是负气压距平 (见图3a), 即赤道槽深, 上升气流强, 亦即哈得来环流的上升支强。弱夏季风年时, 是正气压距平 (图3b), 赤道槽弱, 上升气流弱, 亦即哈得来环流的上升支弱。另一方面, 从高层的情况看, 我们分析了100hPa10—20°N范围内东西向的高度差 (用30°W减20°W的高度), 代表高层南风的变化, 负值越大, 表示南风越强。若哈得来环流强, 高层的向北输送也必然强, 因此南风要强。反之, 南风弱, 表2是强夏季风年和弱夏季风年各年6—8月平均30°W与20°W的高度差, 代表南风分量。

表2 6—8月平均100hPa10—20°N范围内30—20°W高度差 (十位势米)

强 夏 季 风 年										弱 夏 季 风 年									
年:	1956	1960	1961	1982	1983	1984	1985	1973		1967	1968	1970	1971	1974	1976	1978	1979	1980	
高度差	-1.0	-5.0	-9.7	-6.4	-5.4	-5.4	-4.3	-11.3		-2.6	-1.4	-5.3	-6.6	-1.7	-8.6	-2.9	-4.0	-2.0	
平均	-6.1									-3.9									

从表2中可以看出, 多数年都是强夏季风年南风分量大于弱夏季风年。这样当亚洲为强夏季风年时, 亦即季风经圈环流强年, 大西洋近赤道槽区上升亦强。反之, 季风经圈环流弱年, 大西洋地区的哈得来环流亦弱。大西洋的哈得来环流与东亚季风经圈环流直接联系环流机制, 可能是100百帕上的南亚高压。根据分析, 东亚季风强度指数与南亚高压有密切关系, 我们曾以 ≥ 1670 十位势米 (6月) 和 ≥ 1676 十位势米 (7月和8月) 的点数代表南亚高压强度, 并与SMI计算相关, 得到两者的正相关系数, 可以达到0.05的置信度水平。即夏季风强年, 南亚高压亦强, 夏季风弱年, 南亚高压亦弱。

四、结 束 语

以上是根据近30年南北半球海平面气压场分析所得到的初步结果。它们说明, 东亚夏季风的强度变化, 不但与东亚地区的环流变化有关, 而且还与北美、大西洋以及南半球印度洋地区的环流变化发生联系。各地区相互联系的环流机制不同, 与南半球环流的联系主要通过

季风经圈环流,与北美环流的联系,由1波振幅的变化进行调节,与大西洋环流的联系,则受100hPa南亚高压的控制。同时,从以上分析中还可以看到,无论是季风经圈环流,还是超长波1波,以及南亚高压的变化无不与亚欧非大陆这一庞大陆地有关。因此要弄清东亚夏季风强度变化的原因,不但要进一步研究亚欧非大陆与周围海洋的对比和相互作用,还必须研究大陆热状况的变化及与其上空大气的相互作用。

参 考 文 献

- (1) 郭其德, 东亚夏季风强度指数及其变化的分析, 地理学报, 38(3), 207—217(1983).
- (2) 杨金锡, 北半球平均经圈环流和季风经圈环流, 地理集刊第九号, 科学出版社, 113—127(1985).
- (3) Hahn, D. G. and Manabe, S., The role of mountains in the South Asian monsoon Circulation, *J. Atmos. Sci.*, 32, 1515—1541(1975).
- (4) Kuttner, J. P. and M. S. Unninayar, Onset mechanism of the Indian summer monsoon, International conference on the Scientific Results of the monsoon experiment, 3—25(1982), Geneva.
- (5) Sikka, D. R. and W. M. Gray, Cross Hemispheric actions and the onset of the summer monsoon over India, *ibid.*, 3—74(1982).
- (6) 郭其德、叶维明, 南北半球大气环流与东亚季风, 气象学报, 37(1), 86—95(1979).

A STUDY ON THE POSSIBLE MECHANISM CONNECTED THE VARIATIONS OF SUMMER MONSOON IN EAST ASIA TO THE PLANETARY ATMOSPHERIC CIRCULATION

Guo Qiyun

(Institute of Geography, Academia Sinica)

Abstract

Based on the global maps of monthly mean sea level pressure (50°N — 50°S) during 1951—1980, the relationship between the intensity of summer monsoon in East Asia and the planetary circulation is examined. It is found that the intensity of summer monsoon closely relates to the sea level pressure in four regions, the Eurasia-Africa continent, Northern America continent, near equatorial region in Northern Atlantic and subtropic belt in southern Indian Ocean. In studying the possible mechanism, it is found that the summer monsoon in East Asia is linked with the planetary atmospheric circulation in the Southern Hemisphere through the meridional monsoon cell and with that in the Northern Hemisphere through the ultra-long waves.

高纬度冰雪覆盖对行星季风影响的数值试验

赵 溱 张家诚

(国家气象局气象科学研究所)

提 要

本文使用了一个一维全球能量平衡气候模式,研究气候对高纬度冰雪覆盖的敏感性。一系列数值试验表明,随着高纬度冰雪覆盖面积的不断缩小,地面反射率不断减少,下垫面介质的热容量急剧变化,年平均气温在北极地区会提高6°C,赤道地区增温不超过1°C;而在南极地区可达到10°C,高纬度地区具有更强的敏感性。一般说来,高纬度冰雪覆盖面积的缩小会引起地面风的减小,但季风现象会更明显。由于南、北半球具有不同的海陆分布,这两个半球的气候对冰雪覆盖的敏感性也是不同的。试验表明海冰的作用是很重要的。

一、引 言

作为叠加在地球行星大气环流上的扰动,季风一般被认为是行星热机和海陆热机的产物。张家诚⁽¹⁾,⁽²⁾指出,对于季风的形成及变化,极冰也有很重要的作用。极区最明显的特征是巨大的冰雪覆盖区。冰雪面的反射率比无冰雪时要高60%。冰雪覆盖会明显地改变局地的辐射平衡,大部分入射辐射会被反射掉,从而减少对大气的加热率。另一方面,冰雪覆盖特别是海冰会使下垫面介质的垂直涡动扩散率急剧减小,明显降低下垫面介质的热容量。所以,冰雪覆盖的存在会严重影响局地加热率。

大气环流系统是外界对大气的加热与能量耗散的产物,它有一个年变程。夏季,中、低纬度太阳辐射高值的维持不超过5个月。年平均太阳入射与冬季的入射梯度方向相同,都是从赤道指向极区。所以,全年中还是以冬季的入射辐射梯度方向为主。由于地气系统对太阳辐射加热响应的滞后效应,夏季气温的分布决不是由同期太阳入射辐射行星加热场唯一决定的。相应的大气环流结构只是在年平均的基础上作季节性的调整,有一些南北方向的摆动,而不破坏其基本结构。极冰较强的年份,季节转换过程会推迟一些,夏季风也会相应弱一些;极冰较弱的年份,季节转换会快一些,夏季风也会强一些。对观测资料的诊断分析也证实了这一点⁽³⁾。

为检验以上论述并具体说明极冰对季风的影响程度,我们使用了一个一维全球能量平衡气候模式,进行了一系列敏感性数值试验。

二、模 式

本文中使用了Sellers模式。⁽⁴⁾,⁽⁶⁾根据热力学第一定律,

$$R = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \frac{d}{dt} (C_p T + g h + L_v Q) dp + \int_0^d \rho_c C_e \frac{dT_e}{dt} dz - L_w \frac{dM}{dt} + F_r, \quad (1)$$

其中R为水平单位面积的上至大气层顶下至土壤或海洋深处d这样一个柱体的净有效辐射,

这里假设d处上下垂直能量交换可忽略不计; g 为重力加速度; P_s 为地面气压; L_a 为凝结潜热; Q 为比湿; C_p 为定压比热; T 为气温; h 为高度(以海平面为零); ρ_c 、 C_e 、 T_e 分别为下垫面介质的密度、比热及温度; M 为地面覆盖的冰雪质量; L_{iw} 为冰的融解潜热; F_r 为摩擦耗散项。

对(1)式各要素进行参数化处理后并取纬向平均, 则(1)式可写成:

$$\begin{aligned} gR/P_s = & C_p \left[a_{GH} \frac{\partial T_s}{\partial t} + a_{MH} V \frac{\partial T_s}{\partial y} - a_{EH} k_h \frac{\partial^2 T_s}{\partial y^2} \right] \\ & + R_d \left[a_{GP} \frac{\partial T_s}{\partial t} + a_{MP} V \frac{\partial T_s}{\partial y} \right] \\ & + L_g \left[a_{GV} \frac{\partial Q_s}{\partial t} + a_{MV} V \frac{\partial Q_s}{\partial y} - a_{LV} k_v \frac{\partial^2 Q_s}{\partial y^2} \right] \\ & + g/p_s \left\{ W_{ICl} \rho_{ICl} + W_o C_o \rho_o a_{Go} \right\} \frac{\partial T_s}{\partial t} \\ & + p_c C_o \rho_o g/p_s \left[a_{Mw} V_w \frac{\partial T_s}{\partial y} - a_{Ew} k_w \frac{\partial^2 T_s}{\partial y^2} \right] \\ & - d_i \rho_s L_{iw} \frac{dw_i}{dt} + k_d (T_s - \bar{T}_s) \end{aligned} \quad (2)$$

其中 a 为参数; T_s 、 Q_s 为地面气温及比湿, 给定相对湿度后, 比湿 Q 由Clausius-Clapeyron方程解出; u 、 v 分别为地面纬向及经向风速分量; K_h 、 K_v 、 K_w 为水平扩散系数; R_d 为干空气气体常数; W_{ICl} 、 ρ_{ICl} 及 W_o 、 ρ_o 、 C_o 分别为陆地及海水所占面积比例、比重及比热;

$$a_{Go}(1) = \sqrt{\frac{L}{\pi} k_{\lambda o(1)}}, \quad L \text{ 为时间尺度 (1年)}, \quad k_{\lambda} \text{ 为垂直扩散系数; } p_c \text{ 为洋流所占面积}$$

比例; V_w 为吹流的经向速度分量; W_s 、 W_i 为雪面及冰面所占面积比例; d_s 、 d_i 、 ρ_s 、 ρ_i 分别为雪和冰的厚度及密度; k_d 为地面摩擦系数; $\bar{T}_s$ 为年平均地面气温。

净有效辐射 R 可表示成:

$$R = Q_s(1 - \alpha) - I \quad (3)$$

其中 Q_s 为太阳入射辐射, α 为地气系统反射率, I 为长波辐射。对于无雪覆盖地面的反射率, 引用[6]、[7]的数据。各纬带的海面反射率取自[8]。

海面上海冰覆盖及地面雪盖所占面积比例 A_i 及 A_s 分别由下式计算(9)、(10):

$$A_i = 8.44 - T_s \bar{T}_s / 9105 \quad (4)$$

$$A_s = 10.89 - T_s \bar{T}_s / 7100 \quad (5)$$

对(2)式积分时, 整个地球分成18个纬带, 每个纬带宽十个纬度。空间差分格式为二阶中心差分, 时间差分为中央差分格式。积分的时间步长为3天。为增加计算的稳定性, 对地面风速分量及扩散系数进行了经向三点平滑。对地面气温同样进行了平滑处理。

试验中参数取值情况如下:

$$K_h = k_v = 0.25 \times 10^{10} \text{ 厘米}^2 \cdot \text{秒}^{-1}$$

$$K_w = 5.0 \times 10^8 \text{ 厘米}^2 \cdot \text{秒}^{-1}$$

$$K_d = 0.10 \times 10^{-2} \text{ 厘米}^2 \cdot \text{秒}^{-1}$$

$$C_d = 0.233 \text{ 卡}^{1/2} \cdot \text{克}^{-1} \cdot \text{度}^{-1} \text{ (干土壤)}$$

$$\rho_i = 2.47 \text{ 克} \cdot \text{厘米}^{-3}$$

1) 按照法定计量单位规定, 卡应当改为焦耳, 即1卡=4.1855J, 以下同。

$$K_{A1} = 5 \times 10^{-3} \text{ 厘米}^2 \cdot \text{秒}^{-1}$$

$$C_0 = 1.0 \text{ 卡} \cdot \text{克}^{-1} \cdot \text{度}^{-1} \text{ (淡水)}$$

$$\rho_0 = 1.0 \text{ 克} \cdot \text{厘米}^{-3}$$

$$K_{A0} = 1.5 (1.0 - 0.95 A_1)^2 \text{ 厘米}^2 \cdot \text{秒}^{-1}$$

$$d_1 = 0.5 \text{ 米}$$

$$\rho_s = 0.05 \text{ 克} \cdot \text{厘米}^{-3}$$

$$d_i = 2.0 \text{ 米}$$

$$\rho_i = 0.917 \text{ 克} \cdot \text{厘米}^{-3}$$

三、结 果

为了检验这个简单模式模拟地球气候的能力, 首先进行了控制试验。以某一气候平均的地面气温分布作为初始场, 对模式积分十年。观测的和所计算的海平面气温、地面风的分量的经向分布见图1及图2。

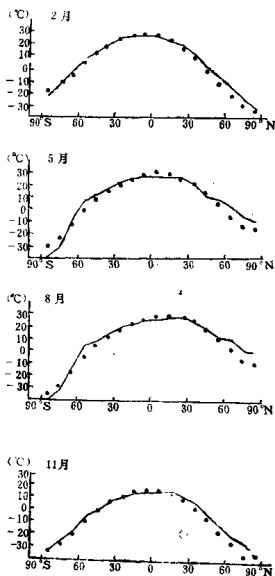


图1 观测的(实线)和计算的(黑点)海平面气温的经向分布

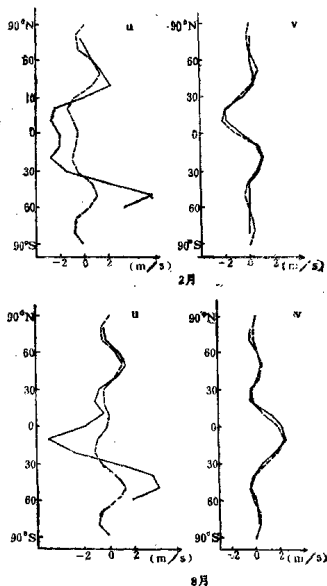


图2 观测的(实线)和计算的(虚线)地面风纬向和经向分量的经向分布

尽管由于能量平衡模式固有的缺陷, 高纬度的温度分布有一定误差, 但 60°S 以南地区的结果仍比文献[4]的结果稍好。与Sellers的 $1\frac{1}{2}$ 维模式比较, 我们的模式有几处修改: 为了避免计算的不稳定, Sellers将海面气温作了经验性的处理, 而我们并不把陆面与海面的气温分别处理, 只是考虑整个纬带的平均气温; 除了扩散项以外, 我们还加进了摩擦耗散项; 下边界对大气的局地增温率是极端重要的因素, 除了下垫面介质的热性质外, 模式中还考虑了冰雪覆盖面的冰雪融解潜热释放; 最后, 这个模式中不需要作海陆两个经向方向的迭代, 积分时间大大缩短了, 但时间步长也相应减小了。

全球大气环流的季节变化所引起的行星季风基本上被模拟出来了。北半球哈得来环流从二月份 6°S — 38°N 最大地面北风 2.3 米/秒退缩到八月份 18°N — 39°N 最大地面北风 0.4 米/秒, 而南半球哈得来环流从二月份北界 6°S 最大地面南风 1.0 米/秒发展到八月份北界 18°N 最大地面南风 2.3 米/秒。中纬度的费雷尔环流很弱, 在冬半年到夏半年的季节转换过程中明显减弱, 而极地地面风都有所增强。

使用这个模式, 我们对气候影响高纬冰雪覆盖的敏感性作了一系列数值试验。试验中唯一需要改动的是冰雪覆盖面积比例 A_s 及 A_i 。在控制试验中南北纬 40° 之间 A_s 、 A_i 常为零, 所以我们首先设南北纬 50° 度之间 $A_s = A_i = 0$, 即将 40° — 50°S , 40° — 50°N 这两纬带中的冰雪全部

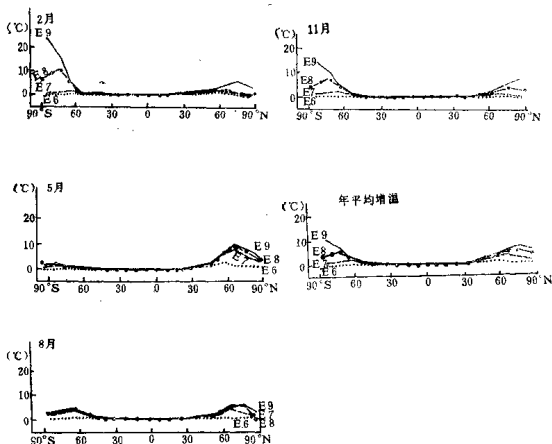


图3 试验 E_6 、 E_7 、 E_8 、 E_9 及年平均的增温

移去, 对模式积分直至达到稳定的气候状态。然后再设 60°S — 60°N 之间 $A_s = A_i = 0$, 同样积分模式也使达到稳定气候。再依此将冰雪覆盖退缩至 70°S 以南, 70°N 以北; 80°S 以南, 80°N

以北；直至冰雪全部从地球表面移去。在每个冰雪覆盖条件下，都将模式积分直至达到稳定气候。下面将控制试验记为试验C，从各纬带依次移去冰雪的试验分别记为试验E₆，E₅，E₇，E₈及E₉。

E₆的结果和C差不多是一样的，下面就不对E₆作专门的分析了。

随着冰雪覆盖向两极逐步撤退，气温逐步提高。各次试验中不同季节及年平均的增温情况见图3。

从图3可见，地面气温在低纬度几乎没有什么变化，靠近极区则迅速增加。当全球完全不存在冰雪覆盖时，年平均气温在北极可比现在增加6°C，在南极则可提高10°C。这比Sellers(11)提出的北极增温7—10°C，南极增温13—17°C，比Budyko(12)、Rakipova(13)提出的南极增温15—20°C要低得多。正如Sellers提出的，在后两位学者的工作中没有考虑到高、低纬度之间的热量交换。而在Sellers的工作中，仅仅考虑了由于冰雪覆盖面积的变化所引起的地面反射率的变化，除此以外，下垫面介质尤其是海水的垂直扩散系数会急剧改变。对陆地来说，有没有积雪覆盖热力性质具有同一量级。但对海洋来说，有没有海冰覆盖，其热力性质可相差20倍之多，无冰时 $C_0 \rho_0 k_{\lambda 0}^{\frac{1}{2}} = 1.225 \text{卡} \cdot \text{厘米}^{-2} \cdot \text{度}^{-1} \cdot \text{秒}^{-\frac{1}{2}}$ ，如果全部海面被海冰覆盖，则 $C_0 \rho_0 k_{\lambda 0}^{\frac{1}{2}} = 0.06 \text{卡} \cdot \text{厘米}^{-2} \cdot \text{度}^{-1} \cdot \text{秒}^{-\frac{1}{2}}$ ，这个数值非常接近于土壤的参数 $C_0 \rho_0 k_{\lambda 0}^{\frac{1}{2}} = 0.04 \text{卡} \cdot \text{厘米}^{-2} \cdot \text{度}^{-1} \cdot \text{秒}^{-\frac{1}{2}}$ 。所以，当冰雪覆盖被移去时，由于地面反射率降低而引起的大阳入射辐射吸收的增加不仅用来提高气温，有相当一部份会被土壤或海水所吸收。这样，气温增加的幅度自然要比Sellers的试验结果要小。另外，陆地上的增温要比海面上的增温要高。

从图3可清楚地看出最大的增温地区恰恰位于极冰圈的边缘。在试验E₆中，冰雪覆盖局限在60°S以南、60°N以北，最大增温出现在50—60°S及50—60°N（见图3中的2月）。当极冰以每十个纬度向两极退缩时，最大增温地带逐步移至60—70°S、60—70°N（见图3中的5月），70—80°S、70—80°N（见图3中的8月）及80—90°S、80—90°N（见图3中的11月）。气温增加的另一个特点是冰雪覆盖面积越小，则增温越高。在试验E₆、E₇、E₈及E₉中，年平均气温最大的增温分别达1°C，3.8°C，5.7°C及10.6°C。有趣的是南、北两个半球的增温情况很不一样：当冰雪从50度撤到70度时，北半球的年平均气温增加比南半球高0.6°C（E₆）及1.7°C（E₇）。这是因为50—70°S这个纬带上绝大部分是海洋，而50—70°N这个纬带上陆地面积约占60%，当冰雪撤到80度时，南、北半球的增温差不多，70—80°S纬带中陆

表1 试验E₆、E₇、E₈、E₉中年内最大增温

试 验	南 半 球				北 半 球			
	最大增温 (°C)	出现季节	所在纬带	该纬带陆地面积比例(%)	最大增温 (°C)	出现季节	所在纬带	该纬带陆地面积比例(%)
E ₆	0.9	冬	50—60°S	0	2.6	春	50—60°N	58
E ₇	4.1	冬	60—70°S	1	7.9	春	60—70°N	67
E ₈	10.3	夏	70—80°S	67	7.4	春	70—80°N	25
E ₉	23.3	夏	80—90°S	86	10.2	冬	80—90°N	8

地占67%而70—80°N陆地约占25%；当极冰完全撤走后，80—90°S纬带上增温10.6°C，该纬带中陆地面积占了86%，而80—90°N纬带上增温仅6°C，该纬带中陆地面积仅占8%。这个